

## Глава 6. ЗАПАДНАЯ ИМПАКТНАЯ СТРУКТУРА И ЕЕ АЛМАЗОНОСНОСТЬ

Западная импактная структура, расположенная в западной части Украинского щита, образована около 165 млн лет назад в кристаллических породах докембрийского основания. Структура на всей площади перекрыта толщей рыхлых четвертичных отложений мощностью около 40 м. В результате обнаружения в кратере импактных алмазов, он был детально изучен буровыми работами. В структуре было пробурено более 100 скважин, вскрывших все элементы ее внутреннего строения. Насколько это известно авторам, Западный кратер является импактной структурой, наиболее детально изученной буровыми работами в мировой практике. В основу настоящего описания структуры положены материалы изучения 70 скважин, включая их документацию и минералого-петрографические исследования керна.

Западная импактная структура была диагностирована А. А. Вальтером и Е. П. Гуровым в результате изучения керна скважины 3558, пробуренной Э. В. Мельничуком в 1975 году для выяснения природы отрицательной гравитационной аномалии неизвестного происхождения, расположенной в бассейне р. Раставицы. Пробуренная в восточной части аномалии скважина вскрыла мощную толщу зювитов и брекчий, в образцах которых были установлены признаки ударного метаморфизма, в том числе системы планарных элементов в кварце и полевых шпатах, и некоторые другие. В результате обнаружения сотрудниками Института геологических наук АН УССР в составе зювитов высокого содержания импактных алмазов, Правобережной экспедицией Мингео УССР под руководством Э. В. Мельничука и В. А. Голубева было проведено интенсивное разбуривание импактной структуры. Вместе с тем, с целью соблюдения секретности при изучении импактных алмазов, публикации о диагностике кратера, его строении и содержании алмазов в слагающих его породах были запрещены. Краткое упоминание структуры без ее привязки было приведено в работе (Вальтер, Рябенко, 1977). Первое описание кратера в открытой печати было выполнено только спустя 10 лет после его открытия и диагностики (Гуров и др., 1985). Первые упоминания об импактных алмазах в Западной импактной структуре были опубликованы спустя 19-20 лет после их обнаружения (Вальтер и др., 1999; Grieve and Masaitis, 1994; Gurov et al., 1995, 1996). Ударное происхождение Западной структуры признано международной геологической общественностью, и она внесена в списки импактных кратеров на поверхности Земли (Фельдман, 1987; Grieve, 1991; Grieve et al., 1996; Earth Crater Database, 2004).

Западная импактная структура расположена в 65 км к северо-востоку от г. Винница в бассейне р. Раставица, левого притока р. Рось (рис. 2.1). Координаты центра: 49°44' с. ш. и 29°04' в. д. По данным бурения, Западная импактная структура имеет размеры: 3,2 км с северо-запада на юго-восток, и 2,3 км с северо-востока на юго-запад. Согласно неопубликованным данным Б. С. Германова, кратеру соответствует отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью — 4,2 МГал длиной около 4,7 км и шириной 3,9 км.

Кратер образован в докембрийских кристаллических породах, которые представлены гранат-биотитовыми гранитоидами при подчиненном распространении гнейсов и габброидов, при этом гнейсы имеют преимущественное распространение в юго-западной части кратера и, частично, в его краевой северо-западной части. Локальные тела габбро развиты в западной части структуры. В составе брекчий и зювитов импактного комплекса кроме обломков кристаллических пород в подчиненном развитии встречаются обломки аргиллитов и алевролитов, что свидетельствует о присутствии маломощного покрова платформенных осадков на поверхности кристаллических пород фундамента к моменту удара. К настоящему времени платформенные отложения в этом районе не сохранились, и их исходная мощность, область распространения и возраст неизвестны, подобно тому, как это имеет место в Ильинецкой астроблеме. К-Аг возраст расплавных импактитов Западного кратера составляет  $165 \pm 6$  млн лет (Вальтер и др., 1999).

Западная импактная структура представлена сложным кратером с центральным поднятием. Важнейшей его особенностью, отличающей от других импактных структур, является присутствие горста или горстообразной структуры, которая в поперечном направлении разделяет кратер на две неравные части (рис. 2.22, а). Большая юго-восточная часть импактной структуры содержит все основные элементы ее строения, в том числе центральное поднятие, окружающий его трог и внешние склоны воронки, в то время как северо-западная часть структуры представляет полукруглую депрессию, ограниченную на юго-востоке приподнятым горстом кристаллических пород основания. Рельеф поверхности истинного дна кратера показан на рис. 2.22, а.

Горст представляет собой приподнятый в направлении с юго-запада на северо-восток блок пород основания, в поперечном направлении пересекающий кратер. Уровень выравненной поверхности блока совпадает с уровнем эрозии всей импактной структуры и поверхности эродированного комплекса брекчий и зювитов. Ширина горста составляет 0,6—0,8 км в его юго-западной и центральной частях, где он вскрыт скважинами 57, 3564, 3565, 3573, и понижается до 0,4 км на северо-востоке (скважины 83 и 88). Породы горста представлены катаклазированными и слабо брекчированными кристаллическими породами, в составе которых преобладают гранат-биотитовые граниты. Поверхность блока перекрыта толщей неоген-четвертичных осадков мощностью от 35 до 45 м. Аллогенные брекчии и зювиты на поверхности горста не обнаружены. За пределами этого блока глубина истинного дна структуры составляет 100-130 м вдоль его юго-восточной границы и равна 100—110 м вдоль его северо-западного края. Минимальная амплитуда вертикального подъема блока составляет порядка 70-80 м, принимая во внимание мощность неоген-четвертичных отложений, перекрывающих кратер (рис. 2.22, б). Предполагается образование горста на позднем этапе стадии модификации перед полной стабилизацией движений субстрата структуры.

Несколько другие представления о строении Западного кратера предложены А. А. Вальтером и соавторами (1999), которые предполагают соединение полей распространения зювитов в северо-западной части структуры, хотя отсутствие зювитов в керне скважин 83 и 88 (рис. 2.22, а) не подтверждает эти представления.

В заключение важно отметить, что выделение горста в строении структуры стало возможным благодаря весьма подробному ее разбурированию. Существование сложного блокового строения истинного дна кратеров предполагается и для других импактных структур, но его выявление возможно только при детальных геофизических работах и/или при бурении многочисленных скважин. Примером может служить Логойский кратер в Белоруссии, в строении истинного дна которого участвует горст кристаллических пород фундамента размером 1х2 км с амплитудой поднятия в первые сотни метров (Гуров, Громов, 1988; Гуров, Гурова, 1991).

Размеры большей юго-восточной части импактной структуры равны от 2,2 км с северо-востока на юго-запад до 1,6 км с северо-запада на юго-восток. Центральное поднятие размером около 0,4х0,8 км в плане и около 200 м высотой, вскрытое скважинами 8, 9, 10, 34, 36 и некоторыми другими (рис. 2.22, а, б), расположено в краевой западной части депрессии вблизи от ее контакта с горстом. Поверхность центрального поднятия плоская с локальным повышением вблизи от контакта с горстом (скважины 7 и 8). На большей части площади поверхность поднятия перекрыта литическими брекчиями и зювитами. Породы поднятия представлены глыбовыми и крупноглыбовыми аутигенными брекчиями. Кольцевой трог окружает подножье центрального поднятия с северо-востока, востока, юго-востока и юга. Глубина трога составляет 130-150 м в южной части структуры (скважины 21, 54, 104) и достигает 250—260 м к востоку от центрального поднятия в самой глубокой ее части (скважины 3, 4, 11). Локальные повышения поверхности дна трога достигают около 100 м. Края кратера достигают до-неогеновой поверхности на расстоянии около 1 км от подножья центрального поднятия. Кольцевой трог выполнен брекчиями и зювитами общей мощностью до 200-220 м (рис. 2.22, а, б).

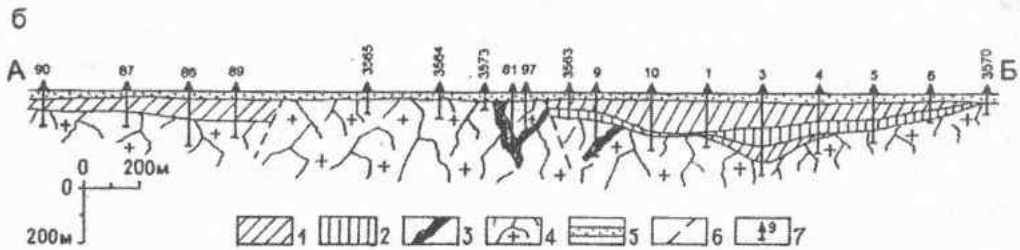
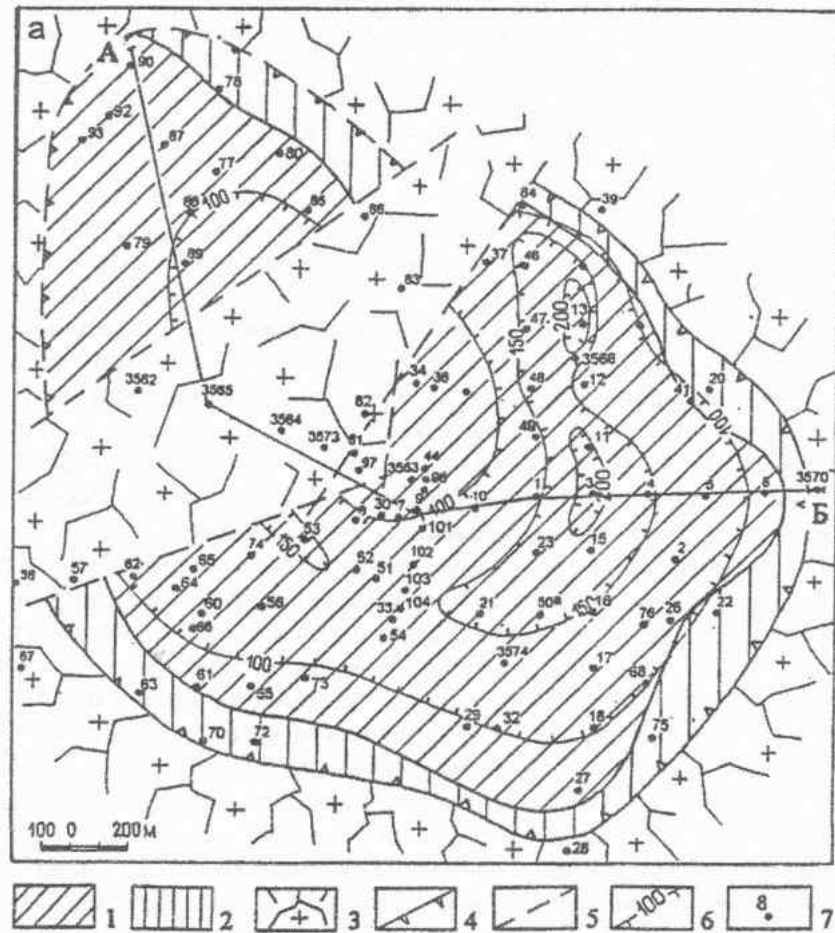


Рис. 2.22. Схематическая карта и разрез Западной ударной структуры по (Gurov et al., 2002). На схеме кайнозойские рыхлые отложения сняты

а) схематическая карта структуры: 1 — зювиты; 2 — аллохтонные литические брекчии; 3 — брекчированные породы кристаллического основания; 4 — края кратера; 5 — разломы; 6 — изолинии глубины истинного дна кратера (в м); 7 — расположение скважин и их номера

б) — продольный разрез структуры по скважинам: 1 — зювиты; 2 — аллохтонные брекчии; 3 — расплавленные импактиты; 4 — брекчированные породы основания; 5 — рыхлые кайнозойские отложения; 6 — разломы; 7 — скважины и их номера

Fig. 2.22. Schematic map and section of the Zapadnaya impact structure by (Gurov et al., 2002). Post-impact sediments are omitted

a) schematic map of the structure: 1 — suevite; 2 — allochthonous lithic breccia; 3 — brecciated rocks of the crystalline basement; 4 — crater boundary; 5 — faults; 6 — isolines of the true depth (m); 7 — location of drill cores and their numbers

b) longitudinal cross-section of the structure: 1 — suevite; 2 — allochthonous breccia; 3 — impact melt rock; 4 — brecciated basement rock; 5 — Cenozoic sediment; 6 — fault; 7 — location of drill cores and their numbers

Краевая северо-западная часть импактной структуры представлена полукруглой депрессией размером 0,9x1,3 км и глубиной 100—120 м. Западная граница этой части кратера изучена недостаточно. Депрессия выполнена зювитами мощностью около 100 м в ее наиболее глубокой части вдоль подножья горста в скважинах 79, 86 и 90.

Посткратерные осадки в Западной структуре не сохранились в связи с ее эрозией до поверхности пород импактного комплекса. Глубина эрозии и мощность эродированной части аллогенных пород неизвестна. Предполагается возможный срез толщи зювитов на мощность не более нескольких десятков метров (Gurov et al., 2002).

Согласно параметрам гравитационной аномалии и зависимости в работе (Gurov et al., 1995), исходный диаметр кратера оценивается равным около 4-5 км и исходная глубина — до 350—400 м.

Истинное дно кратера слагают аутигенные глыбовые брекчии. В основании кратера многочисленными скважинами установлен постепенный переход от катаклазированных и слабо брекчированных пород основания вверх по разрезу к глыбовым аутигенным брекчиям. Четкое выделение их контактов и определение мощности вызывает трудности в связи с постепенными переходами как к породам основания, так и вверх к породам аллогенного комплекса. Мощность аутигенных брекчий составляет около 50—100 м в периферических частях структуры в скважинах 20, 22, 72 и повышается до 100—150 м и более в пределах центрального поднятия и вокруг его основания в скважинах 8, 9, 81 и некоторых других (рис. 2.23). Аутигенные брекчии состоят из крупнообломочного и глыбового материала размерностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, сцементированного мелкозернистым брекчиевым материалом того же состава. Мощность цементирующих зон и общее количество составляющего их мелкообломочного материала относительно содержания глыб и обломков повышается вверх по разрезу брекчий к их контакту с аллогенными породами. Характерен мономиктовый состав обломочного материала в каждой скважине, зависящий от состава подстилающих пород основания. В большей части скважин аутигенные брекчии состоят из глыб и обломков мезократовых гранат-биотитовых гранитов. В обломках и глыбах наблюдаются конусы разрушения.

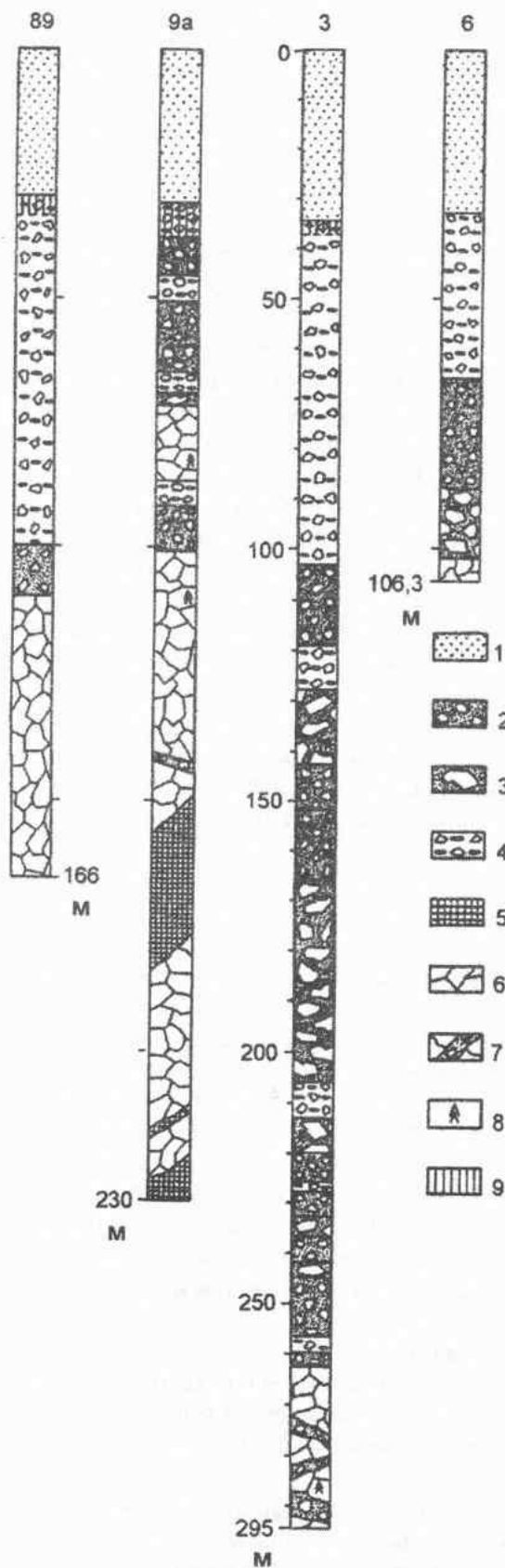
Аллогенные литические брекчии слагают нижнюю часть разреза комплекса импактных пород структуры. Переход от аутигенных брекчий к аллогенным является постепенным и происходит в интервалах около 20—30 м мощности в результате постепенной смены глыбовой или крупнообломочной мономиктовой брекчии мелкообломочной полимиктовой брекчией.

Мощность литических брекчий в периферических частях кратера составляет 30—40 м (скважины 5, 6, 27, 92 и др.) и достигает 80—90 м в наиболее глубоких частях структуры вокруг центрального поднятия (скважины 3, 4, 11 и др.) (рис. 2.23). Литические брекчии состоят из обломков кристаллических пород и минералов, погруженных в тонкозернистую матрицу того же состава. По составу преобладают обломки гранат-биотитовых гранитов при подчиненном распространении гнейсов и некоторых других пород. Размер обломков колеблется от миллиметров до сантиметров, хотя в нижней части толщи распространены отдельные глыбы и блоки размером до 1 м и выше. Ударный метаморфизм пород и минералов широко распространен как в составе обломочного материала, так и в связующей массе.

В толще аллогенных брекчий залегают локальные прослои и линзы зювитов. Тело зювитов мощностью около 10 м заключено в толще литических брекчий и вскрыто скважинами 3, 9-а. Более мощное тело зювитов залегает в основании литических брекчий в пределах наиболее глубокой части кратера к востоку от центрального поднятия, где в скважинах 1, 3 и 4 их мощность достигает 60 м.

В Западной структуре зювиты слагают большую часть объема пород импактного комплекса (рис. 2.22, а, 2.23). В юго-восточной части кратера пластообразное тело зювитов окружает центральное поднятие с юго-запада, юга, юго-востока, востока и северо-востока и





прерывается в пределах горста к северо-западу от поднятия. Пластообразное тело зювитов частично залегает и на поверхности центрального поднятия в его юго-восточной части. В северо-западной части импактной структуры толща зювитов также заполняет преобладающую часть объема кратерной воронки. Мощность зювитов в наиболее глубокой восточной части кратера составляет около 100 м (скважины 4, 11, 21), постепенно понижается к его краям и выклинивается на расстоянии первых сотен метров от них.

Контакт зювитов с подстилающими литическими брекчиями является постепенным и выделяется по появлению в разрезе импактной толщи первых частиц и обломков стекла. Зювиты состоят из обломков стекла, кристаллических пород и минералов в мелкозернистой матрице. Содержание стекла в зювитах составляет первые проценты вблизи от контакта с литическими брекчиями и постепенно увеличивается вверх по разрезу их толщи, достигая десятков процентов в ее верхнем горизонте. Обломки пород в зювитах представлены гранат-биотитовыми гранитами, гнейсами, изредка габброидами. В верхнем горизонте зювитов с высоким содержанием стекол плавления наблюдается примесь обломков аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть толщи зювитов подвержена интенсивному выветриванию и частично превращена в структурную кору мощностью от 3 до 10 м. Благодаря процессам окисления верхний горизонт зювитов в восточной

Рис. 2.23. Разрезы скважин Западной импактной структуры. Положение скважин показано на рис. 2.22, а, б

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — аллохтонные литические брекчии; 3 — зювиты; 4 — ударнорасплавленные породы; 5 — аутигенные глыбовые брекчии; 6 — брекчированные породы основания; 7 — дайки аллохтонных брекчий в породах основания; 8 — конусы разрушения; 9 — коры выветривания по зювитам и брекчиям

Fig. 2.23. Stratigraphic columns of drill cores of the Zapadnaya impact structure. Location of drill cores is shown at the Fig. 2.22, a, b

1 — unconsolidated Quaternary deposits; 2 — allochthonous lithic breccia; 3 — suevite; 4 — impact melt rock; 5 — autochthonous block breccia; 6 — brecciated basement rock; 7 — lithic breccia dike in the basement rocks; 8 — shatter cones; 9 — crust of weathering of suevite and breccia

части кратера (скважины 3, 4) окрашен в красноватый цвет за счет присутствия тонко распыленного гематита, диагностированного с помощью рентгеновского фазового анализа.

Ударнорасплавленные породы в Западной импактной структуре образуют дайкообразные и неправильной формы тела в аутигенных брекчиях и брекчированных породах основания кратера. Особенно многочисленны тела ударнорасплавленных пород в глыбовых и крупноблоковых брекчиях центрального поднятия, где они вскрыты скважинами 8, 9, 96 и 102 (рис. 2.22, а, 2.23). Дайки расплавных импактитов установлены также в юго-западной части кратера (скв. 66, 74) и некоторых других участках структуры. В связи с тем, что тела ударного расплава в процессе кратерообразования внедрялись в брекчированный субстрат и выполняли пространство между глыбами и блоками пород основания, они имеют неправильную форму и невыдержанные параметры, что было установлено при их детальном разбурировании. Видимая мощность тел по разрезам в скважинах колеблется от 1 до 37 м, а углы наклона контактов с вмещающими породами составляют от 40° до 70° (скв. 9, 102).

Расплавные импактиты Западного кратера представлены массивными плотными породами от темно-серого до черного цвета. В приконтактных зонах они в связи с обильными включениями обломков пород мишени образуют переходы к расплавленным брекчиям с содержанием ксенолитов пород и минералов до нескольких десятков процентов. Размер включений колеблется от миллиметров до первых сантиметров. Они представлены осветленными обломками гранитов и гнейсов, обломки минералов представлены преимущественно кварцем. В центральных частях дайкообразных тел расплавных импактитов содержание включений обломков понижается одновременно с уменьшением их размеров. Для ударнорасплавленных пород характерно высокое содержание газовых пустот и пузырей с размером от долей миллиметра до первых сантиметров. На стенках пустот видны выделения кристаллов и друз цеолитов.

Проявления гидротермальной минерализации широко распространены в породах Западной импактной структуры. Наиболее часто встречается минерализация цеолитов, карбонатов, сульфидов и монтмориллонита. В ударнорасплавленных породах цеолиты образуют прожилки, изометричные и неправильной формы выделения и выполнения пустот, в которых размеры кристаллов достигают 2—5 мм. Здесь цеолиты представлены гейландитом и эрианитом. Гейландит образует ярко окрашенные оранжевые друзы кристаллов и радиально-лучистые выделения в пустотах расплавных импактитов (скв. 9, 96 и др.). Друзы и радиально-лучистые выделения желтовато-серого эрианита с размером отдельных кристаллов до 1 мм выполняют более мелкие газовые полости в импактитах. Кроме того, пузыри в ударнорасплавленных породах часто выполнены монтмориллонитом и хлоритом. В аутигенных брекчиях основания кратера часто наблюдается минерализация кальцита и пирита. Образование структурной коры выветривания по верхнему горизонту зювитов и аллогенных брекчий является следствием их изменения под действием нагретых вод кратерного озера.

Все разновидности пород Западной структуры содержат четкие признаки ударного метаморфизма. Макроскопические проявления ударных воздействий на породы проявляются в появлении конусов разрушения. Конусы разрушения распространены преимущественно в глыбах кристаллических пород основания в составе аутигенных брекчий (скв. 3, 5, 3558 и др.), и несколько реже они наблюдаются в обломках и глыбах пород в составе аллогенных брекчий (скв. 3, 10, 56 и др.) (рис. 2.23).

Были выполнены определения ударных давлений в аутигенных брекчиях основания кратера вдоль широтного профиля скважин в восточной части структуры от центрального поднятия до края кратера (рис. 2.24). Определение ударных давлений производилось по методу, предложенному в работе (Hörgz and Quaide, 1973) по измерению степени астеризма отражений на дебаеграммах зерен минералов стандартного размера с использованием калибровочных диаграмм. Для каждого изучаемого образца выполнялись три определения, и ударное давление определялось как среднеарифметическое по этим замерам.

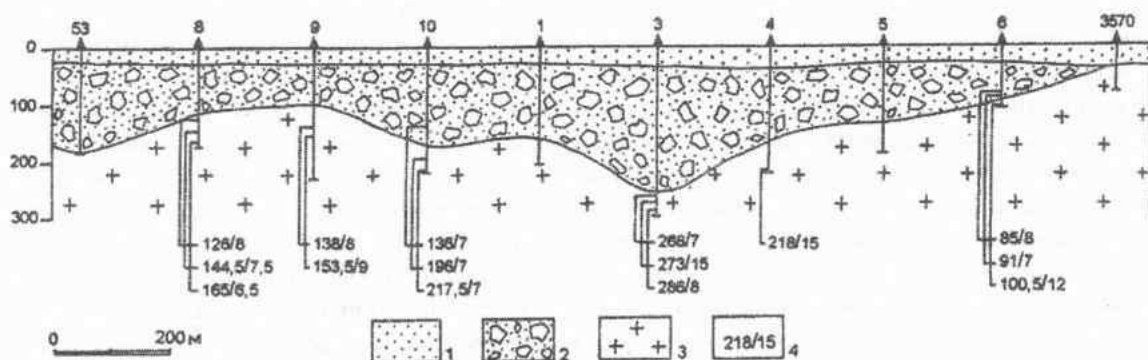


Рис. 2.24. Ударные давления в породах основания по широтному профилю скважин вдоль центральной и восточной части Западной импактной структуры

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — толща импактных пород; 3 — брекчированные породы основания кратера; 4 — в числителе — глубина образцов в метрах, в знаменателе — ударные давления в ГПа

Fig. 2.24. Shock pressures in the basement rocks along the latitudinal profile along the central and eastern parts of the Zapadnaya impact structure

1 — Quaternary sediments; 2 — impact rock; 3 — brecciated rock of the crater basement; 4 — core sample depth (m) and related shock pressure (GPa)

Ударные давления в брекчии основания составляют 7—9 ГПа как в центральной части структуры в породах центрального поднятия (скв. 9), так и краевой части основания кратера. Вместе с тем, ударное давление, испытанное некоторыми образцами, достигает 12—13 ГПа, и в одном случае — 15 ГПа. Небольшие интервалы глубин (до 20 м), в пределах которых производились измерения ударных давлений, не позволили выявить понижение ударного давления с глубиной, но показали, что экскавация воронки в Западной импактной структуре происходит преимущественно до уровня пород, претерпевших ударные нагрузки порядка 7—8 ГПа.

В кварце из аутигенных брекчий распространены редкие системы планарных элементов, волнистое погасание и дробление. Измерения ориентировки систем планарных элементов позволили установить ее преимущественную ориентировку по ромбоэдрам  $\{10\bar{1}3\}$  и  $\{10\bar{1}4\}$ . Ориентировка системы планарных элементов по ромбоэдру  $\{10\bar{1}4\}$ , полюс которой образует угол  $18^\circ$  с оптической осью минерала, впервые была диагностирована нами в ударнометаморфизованном кварце из Западной и Болтышской импактных структур (Гуров и др., 1979), и только значительно позже описана в работе (Goltrant et al., 1992). Образование планарных элементов в полевых шпатах из пород основания кратера наблюдается редко. В биотите видны полосы смятия, однако планарные элементы не были установлены. Характерна тонкая фрагментация кристаллов граната с образованием тонкозернистых полу-рыхлых розовато-серых масс.

Проявления ударного метаморфизма широко распространены в породах и минералах литических брекчий и зювитов, хотя в составе цемента пород в подчиненном количестве так же наблюдаются обломки минералов без следов ударного воздействия.

Кварц из брекчий и зювитов содержит многочисленные системы планарных элементов, число которых в пределах отдельного зерна колеблется от единичных до 10-12 систем. Наиболее распространенными являются ромбоэдрические ориентировки систем по  $\{10\bar{1}2\}$ ,  $\{10\bar{1}3\}$  и  $\{10\bar{1}4\}$ , в то время как системы по  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{10\bar{1}0\}$  и некоторым другим кристаллографическим направлениям встречаются реже. В кварце из зювитов обращает на себя внимание преобладание системы, ориентированной по  $\{10\bar{1}2\}$ , образование которой происходит при наиболее высоких ударных давлениях вплоть до превращения кварца в диалектовое стекло (Engelhardt and Bertch, 1969). Показатели преломления кварца колеблются от их значений для неизмененного кварца до сильно пониженных, в то же время

в составе пород не наблюдалось диаплектовое кварцевое стекло и лешательерит. В связи с интенсивным преобразованием пород под действием пост-ударных высоких температур и автогидротермальных процессов диаплектовое кварцевое стекло и лешательерит раскристаллизовываются в тонкозернистые мозаичные агрегаты вторичного кварца с характерными шариковыми (ballen) структурами или реликтами флюидальных структур.

В составе двух образцов интенсивно измененного кварца установлена смесь коэситов. Первый образец представлен включением ударнометаморфизованного кварца из зювита (скв. 10, глубина 130 м), имеющего показатели преломления:  $n_e = 1,550$ ,  $n_o = 1,541$ , двупреломление 0,009. Такие оптические свойства свидетельствуют об ударных давлениях, испытанных кварцем, около  $23 \pm 3$  ГПа (Grieve et al., 1996). Второй образец представлен кварцем из включения гнейса в ударнорасплавленной породе (скв. 9, глубина 160 м). В обоих случаях диагностика осуществлялась при рентгеновском фазовом анализе проб диаплектового кварца после его частичного растворения в концентрированной фтористоводородной кислоте (Гуров и др., 1978).

Полевые шпаты в породах из аллогенных брекчий и зювитов содержат системы планарных элементов и характеризуются пониженными показателями преломления. При ударных давлениях, превышающих 30 ГПа, микроклин превращается в диаплектовое стекло. Присутствие округлых пузырей в некоторых полевошпатовых диаплектовых стеклах свидетельствует о начале ударного плавления исходного материала. В некоторых зернах плагиоклаза наблюдается превращение в диаплектовое стекло одной из систем двойников, в то время как вторая система сохраняет кристаллическое состояние. Пластинчатые зерна биотита содержат полосы смятия и более редкие системы планарных элементов. Определена ориентировка последних под углами  $68^\circ$  и  $74^\circ$  к перпендикуляру к спайности биотита. При высоких ударных давлениях биотит замещается непрозрачными массами, которые частично сохраняют форму его зерен.

Импактные стекла являются важной или преобладающей составляющей зювитов. Содержание стекол составляет редкие частицы в разностях, переходных к литическим брекчиям, и повышается до целых процентов и десятков процентов в вышележащей части их разреза. Наиболее высокие содержания стекла до 50—60% от состава пород установлены в зювитах из восточной части кратера (скв. 2, 3, 48 и др.). Импактные стекла представлены серыми и зеленовато-серыми частями и обломками размером от долей миллиметра до 2—3 см, хотя размеры отдельных обломков изредка достигают 5—7 см. Частицы стекла имеют неправильную форму с остроугольными очертаниями, что свидетельствует об их формировании и затвердевании внутри кратера без транспортировки в атмосфере. В шлифах стекла полупрозрачны и непрозрачны, имеют флюидальные структуры. Стекла интенсивно девитрифицированы, и свежее стекло никогда не сохраняется. Вторичные минералы, развивающиеся по стеклу, представлены полевыми шпатами, монтмориллонитом, цеолитами и хлоритом. В составе зювитов с высоким содержанием стекол плавления установлено присутствие импактных алмазов.

Расплавные импактиты Западной структуры представлены плотными темно-серыми или черными породами с многочисленными включениями обломков пород и минералов. При их микроскопическом изучении было установлено, что в центральных частях тел породы состоят из призматических кристаллитов полевых шпатов, погруженных в тонкозернистую матрицу хлоритового и монтмориллонитового состава. В приконтактных частях даек или дайкообразных тел степень раскристаллизации пород уменьшается, и в их составе преобладают обломки ударнометаморфизованных пород основания. Ударные преобразования включений гранитных обломков относятся к высоким ступеням вплоть до их селективного плавления, при котором зерна диаплектового кварца или диаплектового кварцевого стекла сохраняют исходную форму, а полевые шпаты испытывают плавление и превращаются в изотропные флюидальные массы. На фоне темно-серого стекла матрицы пород видны светло-серые выделения полевошпатовых стекол плавления флюидальной формы.



В составе расплавных импактитов Западного кратера установлены импактные алмазы, причем их содержание в этих породах выше, чем в зювитах.

Импактные алмазы представляют собой высокобарические параморфозы по исходному графиту из гранитов и гнейсов кристаллического основания. Впервые находки импактных алмазов были сделаны В. Л. Масайтисом и соавторами при изучении Попигайского кратера, а их образование в результате ударного метаморфизма графита было доказано в работах (Масайтис и др., 1972, 1995, 1998). Несмотря на открытие нами импактных алмазов в Западной импактной структуре еще в конце 70-х годов прошлого века, их описание в открытой печати появилось только в середине 90-х (Grieve and Masaitis, 1994; Gurov et al., 1995, 1996).

Эксперименты по ударному метаморфизму графита (McQuine and Marsh, 1967) показали, что его переход в плотную высокобарическую фазу начинается при 40 ГПа, а полный переход в плотную фазу осуществляется при давлении от 60 ГПа и выше. Распространение импактного алмаза в ударнорасплавленных породах и стеклах плавления Западной структуры согласуется с этими данными, так как ударное плавление гранитоидных пород происходит при давлении 55—60 ГПа (French, 1998; Stöffler, 1971), которое является достаточным для образования этой высокобарической фазы углерода по графиту.

Доказательство ударного происхождения Западной импактной структуры и распространение в составе пород мишени графита явилось основанием для поисков в ней импактных алмазов. Их поиски и выделение были выполнены в Институте геологических наук АН Украины по методике, разработанной в Институте минеральных ресурсов МГ УССР (Кашкаров, Полканов, 1970), согласно которой разложение силикатной составляющей пород достигалось при высокотемпературном растворении анализируемых концентратов в NaOH с дальнейшим изучением нерастворимого остатка под бинокулярным и оптическим микроскопами и окончательной диагностикой алмаза с помощью рентгеновского фазового анализа. В результате опробования различных типов пород из керна первой пробуренной в этом кратере скважины № 3558 сотрудниками ИГН АН УССР Е. П. Гуровым, А. А. Вальтером и другими в составе зювитов были обнаружены высокие содержания импактных алмазов. Это открытие послужило основой для проведения масштабных буровых работ в кратере, проведенных в 1976—1980 гг. сотрудниками Правобережной экспедиции объединения "Севукргеология" под руководством Э. В. Мельничука и В. А. Голубева. Изучение свойств импактных алмазов, условий их образования и парагенезисов проводилось в ИГН АН УССР. В результате этих исследований в Западной импактной структуре были открыты залежи импактных алмазов с их наиболее высокими содержаниями в составе расплавных импактитов. Вместе с тем, до настоящего времени не определена целесообразность промышленной разработки месторождений импактных алмазов в связи с высокой стоимостью их обогащения (Grieve and Masaitis, 1994).

Пластинчатая форма (рис. 2.25, а) и размеры зерен импактного алмаза аналогичны этим параметрам исходных кристаллов графита из кристаллических пород основания кратера, однако переход графита с плотностью 2,2 г/см<sup>3</sup> в алмаз с плотностью 3,5 г/см<sup>3</sup> сопровождается понижением объема зерен в 1,6 раза. Размеры выделенных зерен алмаза в импактиках и зювитах Западной импактной структуры составляют от 0,06 мм до 0,5 мм по диаметру пластинчатых зерен, причем нижний предел значений отражает не истинную величину распределения зерен по размерам, но связан с особенностями процесса их сепарации и потерями наиболее мелких фракций. Толщина пластинчатых выделений алмаза колеблется от 0,02 до 0,06 мм, а средняя величина отношения толщины к диаметру зерен составляет около 1:10. Окраска алмазов изменяется от бесцветной и белой до желтой, коричневой и черной. Импактные алмазы анизотропны, их интерференционная окраска изменяется от светло-серой и белой до желтой, зеленой и голубой. Двупреломление составляет от 0,002 до 0,020. В единичных зернах видны полисинтетические двойники (рис. 2.25, б). Согласно представлениям (Масайтис и др., 1998), полисинтетические двойники алмаза являются унаследованными от исходных двойников кристаллов графита. В зернах импактных алма-

зов наблюдается до трех систем планарных элементов, пересекающихся под углами  $60^\circ$  (рис. 2.25, в). Планарные элементы представлены тонкими непрозрачными образованиями, состоящими, вероятно, из аморфного углерода, о чем свидетельствует отсутствие дополнительных отражений графита и других фаз на рентгенограммах импактных алмазов с многочисленными системами планарных элементов. Планарные элементы описаны в импактных алмазах из ряда кратеров, в том числе из Попигайского (Vishnevsky et al., 1997).

Форма выделений импактных алмазов, их внешний вид и оптические свойства, в том числе двупреломление, распространение планарных элементов и другие, аналогичны свойствам монокристаллов. Однако только дифрактометрические и электронно-микроскопические исследования позволяют установить их сложный фазовый состав и криптоагрегатное строение (Gurov et al., 1995; 2002). Фазовый состав импактных алмазов изучался с помощью рентгеновского порошкового фотометода со съемкой индивидуальных нераздробленных зерен. Получаемые при этом снимки зерен имеют вид порошковых диаграмм, что является доказательством криптоагрегатного строения "монокристаллических" выделений алмаза. Все проанализированные зерна импактного алмаза состоят из смеси двух фаз: кубического алмаза и гексагонального лонсдейлита. В отличие от алмазов из некоторых других импактных структур, фаза графита никогда не фиксировалась в составе алмазов из Западной импактной структуры, в то время как она описана в некоторых разновидностях алмазов из других кратеров (Масайтис и др., 1998). В таблице 2.7 приведены рентгенограммы импактных алмазов из Западной структуры. Относительное содержание фаз кубического алмаза и лонсдейлита определялось при сравнении интенсивности на рентгенограммах ли-

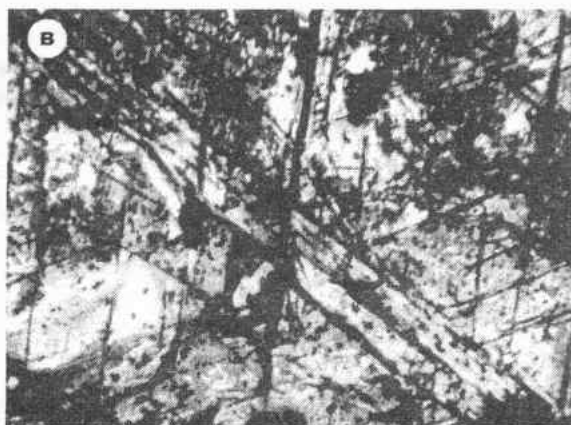
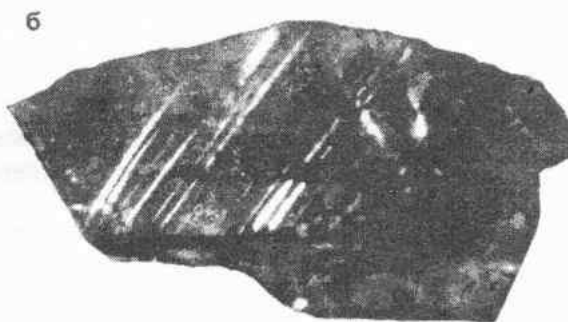
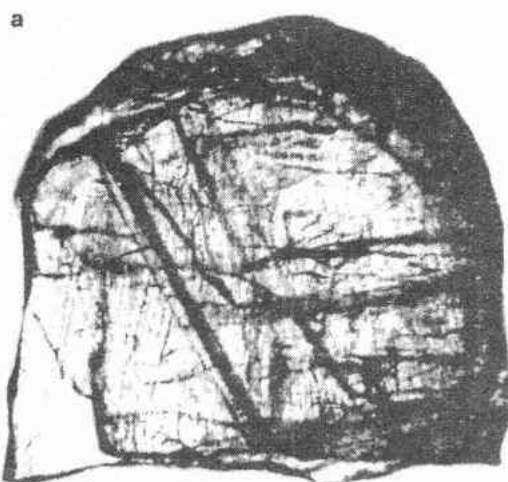


Рис. 2.25. Микрофотографии импактных алмазов Западного кратера

а — таблитчатое зерно алмаза диаметром 0,5 мм (скв. 9, интервал 155 м, без анализатора); б — полисинтетические двойники в таблитчатом зерне алмаза длиной 0,35 мм (скв. 9, интервал 155 м, с анализатором); в — три системы непрозрачных планарных элементов в зерне импактного алмаза (скв. 1, интервал 60 м, поле зрения 0,16 мм, без анализатора)

Fig. 2.25. Photomicrographs of impact diamonds of the Zapadnaya crater

а — tabular grain of impact diamond 0,5 mm in diameter (sample from 155 m in drill core 9, parallel polarizers); б — polysynthetic twins in a diamond grain 0.35 mm long (sample from 155 m in drill core 9, crossed polarizers); в — three systems of opaque planar deformation structures in a diamond grain (sample from 60 m in drill core 1, 0,16 mm wide, parallel polarizers)



Таблица 2.7. Межплоскостные расстояния ( $\mu\text{м}$ ) эталонных алмаза и лонсдейлита и импактных алмазов Западной структуры

Table 2.7. Interjointal spacing ( $\mu\text{м}$ ) of the standard diamond and lonsdaleite and impact diamonds of the Zapadnaya structure

1			2			7		19		20		21		35	
l	d/n	hkl	l	d/n	hkl	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n	l	d/n
										1	2,28				
			10	2,19	100	6	2,16	5	2,16	5	2,17	3	2,18	9	2,19
10	2,06	111	10	2,06	100	10ш	2,06	10	2,05	10	2,07	10	2,08	10	2,05
			5	1,92	101	2ш	1,928					1	1,950	2	1,94
			2,5	1,50	110										
2,51	1,261	220				5ш	1,250	6	1,256	6	1,262	7	1,269	6	1,260
			5	1,17	103										
1,6	1,07	311	5	1,07	112	3ш	1,068	5	1,075	5	1,076	6	1,080	6	1,073
			2,5	1,050	201										
8	0,891	400										2	0,894		
			2,5	0,805	211	>1	0,855								
1,6	0,818	331													

Примечание: ш — широкая линия.

1 — алмаз (ASTM, card 6-675, 1973); 2 — лонсдейлит (ASTM, card 19-268, 1973); 7, 19, 20, 21, 35 — импактные алмазы из зювитов (скв. 3558). Условия съемки образцов:  $\text{CuK}\alpha$ -излучение,  $D = 57,3$  мм. Определения выполнены в ИГН НАН Украины, аналитик Р. Б. Ракицкая

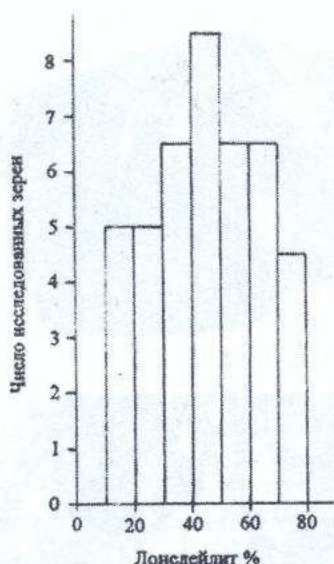


Рис. 2.26. Вариации содержания фазы лонсдейлита в 42 зернах импактных алмазов Западной структуры по (Gurov et al., 1996)

Fig. 2.26. Variation of lonsdaleite phase content in impact diamonds of the Zapadnaya crater based on X-ray analyses of 42 grains (Gurov et al., 1996)

нии 0,218 нм, соответствующей (100) лонсдейлита, с интенсивностью линии 0,206 нм, соответствующей суммарной интенсивности отражений (111) кубического алмаза и (002) лонсдейлита. Определение относительного содержания фаз определялось с использованием зависимости, предложенной в работе (Вальтер и др., 1992). Были исследованы 42 зерна импактного алмаза из зювитов и импактитов Западной структуры. Установлено, что содержание гексагональной фазы — лонсдейлита — колеблется от 10 до 78%, и алмазы с содержанием гексагональной фазы 40—50% преобладают (рис. 2.26). Состоящие только из кубической фазы алмазы не были установлены (Gurov et al., 1996). В то же время импактные алмазы, не содержащие гексагональной фазы, описаны в породах кратера Лаппаярви (Vishnevsky and Raitala, 2000) и Рисского кратера (Hough et al., 1995; Вишневский и др., 1997). Содержание лонсдейлитовой фазы от 0 до 30% установлено в алмазах Попигайской импактной структуры (Вишневский и др., 1997). Более низкое содержание гексагональной фазы в алмазах из Попигая по сравнению с алмазами из Западного кратера объясняется относительно более низкой стабиль-



ностью лонсдейлита при повышенных температурах и его переходом в кубическую фазу в результате отжига в условиях более медленного охлаждения толщ зювитов и ударнорасплавленных пород в гигантском Попигайском кратере. Присутствие фазы графита в алмазах Попигайского кратера объясняется двумя причинами. Во-первых, фаза графита могла сохраниться в результате неполного перехода его в алмаз. Во-вторых, фаза графита в некоторых случаях является новообразованной при медленном охлаждении расплава, и образуется вслед за переходом лонсдейлита в кубический алмаз.

Наблюдается прямая, но не четко выраженная связь двупреломления с фазовым составом минерала: увеличение и импактных алмазах содержания фазы лонсдейлита на 10% вызывает повышение двупреломления приблизительно на 0,002 (Gurov et al., 1996, 2002).

Д. П. Деменко выполнены электронно-микроскопические исследования импактных алмазов. Съемка производилась с помощью просвечивающей электронной микроскопии методом платиново-угольных реплик. Исследования проводились на поверхности таблитчатых граней зерен алмаза, которые соответствовали грани (0001) исходных кристаллов графита.

На снимках видно блоковое строение зерен алмаза с величиной отдельных блоков около 0,5—1,0 мкм (рис. 2.27, а). На поверхности видно пластинчатое строение алмаза с диаметром отдельных собранных в блоки ламелл около 0,3—0,9 мкм и толщиной 0,03—0,1 мкм (рис. 2.27, а, б). Положение ламелл в блоках и их ориентировка непостоянны для каждого участка зерна и изменяются от перпендикулярной к поверхности

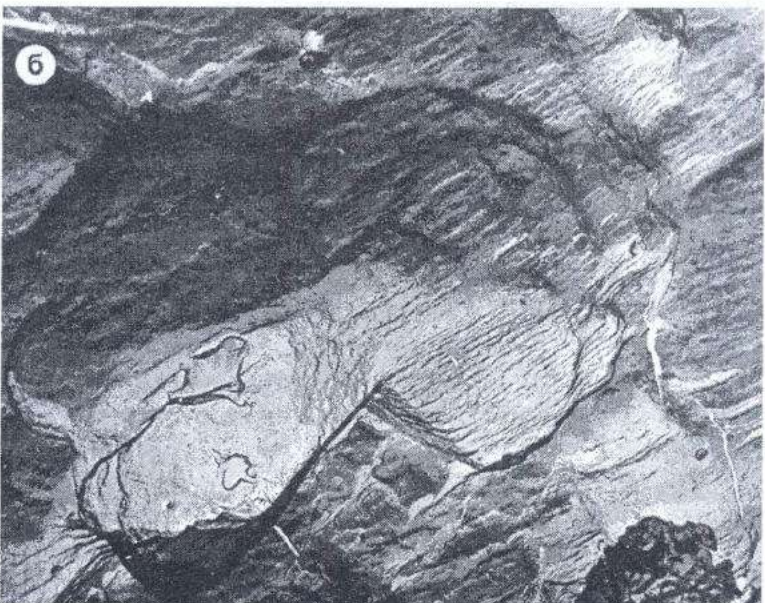


Рис. 2.27. Электронномикроскопические снимки поверхности зерен импактного алмаза Западной импактной структуры

а — блоковая структура поверхности зерна (обр. 9-155, увеличение 20 000); б — тонкопластинчатое строение блоков импактного алмаза (обр. 9-155, увеличение 30 000). Платиново-угольная реплика. Аналитик Д. П. Деменко

Fig. 2.27. TEM images of impact diamond grain surface that corresponds to (0001) plane of an initial graphite crystal.

а — blocky structure of grain surface (magnification 20 000, platinum-coal replica); б — lamellar structure of impact diamond (magnification 30 000, platinum-coal replica. Analyses by D. P. Demenko)



границы до наклонной и параллельной. В некоторых случаях видно изменение наклона соседних блоков на обратное. Именно различная ориентировка блоков определяет характер рентгенограмм зерен алмаза, имеющих вид порошкограмм. По представлениям А. В. Курдюмова и соавторов, изучавших синтезированные во взрывных условиях алмазы (Курдюмов и др., 1984), наблюдаемые ими ламеллы являются кристаллитами лонсдейлита, образующегося ранее кубического алмаза. Предполагается, что видимые на снимках импактных алмазов Западного кратера ламеллы являются лонсдейлитовыми кристаллитами, тогда как цементирующие их "бесструктурные" массы представляют собой более поздние выделения кубической фазы (рис. 2.27, б) (Gurov et al., 2002).

Опробование пород Западной импактной структуры позволило установить содержание импактных алмазов в составе зювитов в среднем по 52 пробам  $3,9 \pm 1,0$  карат на тонну и в составе расплавных импактитов  $17,6 \pm 5,0$  карат на тонну (Вальтер и др., 1999). По данным этой работы, целесообразность добычи импактных алмазов может достигаться при среднем их содержании порядка 10 карат на тонну при значительных запасах в составе разрабатываемых тел. Вместе с тем, главные особенности строения импактных структур и условия залегания в них расплавных импактитов (за исключением пластовых залежей в кратерах диаметром более 20 км) не позволяют надеяться на существование в Западной импактной структуре выдержанных тел этих пород, что подтвердили многочисленны скважины. Необходимо напомнить, что до настоящего времени не производится разработка богатых месторождений импактных алмазов Попигайского кратера, изучение которых было начато еще в середине 70-х годов и к настоящему времени полностью прекращено. Целесообразность промышленной добычи импактных алмазов обсуждается в работе (Grieve and Masaitis, 1994). В настоящее время добыча импактных алмазов не производится ни в одном из ударных кратеров на поверхности Земли.